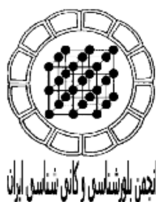
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی



سال بیست و نهم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۰، از صفحهٔ ۴۹ تا ۶۲

شیمی کانی و خاستگاه کروم در گارنت‌های یووارویت‌دار بابانظر (شمال شرق تکاب)

زیبا خدائیان چگنی[۱]، نعمت ا... رشیدنژاد عمران[*۱]، علی اکبر بهاری‌فر[۲]، کارملا واکارو[۳و۴]، آیدا ماریا کونته[۵]

۱- گروه زمین شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

۲- گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران

۳- دانشکده فیزیک و علوم زمین، دانشگاه فرارا، فرارا، ایتالیا

۴- دانشکده علوم اتمسفری و اقلیم، بلونیا، ایتالیا

۵- دانشکده علوم زمین، دانشگاه ساپینزا، رم، ایتالیا

(دریافت مقاله: ۹۹/۱/۹، نسخه نهایی: ۹۹/۳/۱۷)

چکیده: گارنت کالک سیلیکات‌های بابانظر در شمال شرق تکاب، پهنه سنندج- سیرجان، واقع هستند. از ویژگی‌های بارز این کالک سیلیکات‌ها، وجودگارنت‌های بی‌شکل تا شکل‌دار و به رنگ سبز است. بررسی شیمی کانی نشان می‌دهد که این گارنت‌ها از نوع آندرادیت- گروسولار هستند و تا بیش از ۱۳ درصد یووارویت دارند. مقدار بالای کروم در گارنت، حضور کروم اسپینل که دارای هسته غنی از کروم نسبت به حاشیه است و کانی‌های کدر سولفیدی چون پیریت و کالکوپیریت در این واحد کالک سیلیکات‌ها شواهدی از سنگ مادر فرامافیک هستند که می‌تواند منبع کروم برای گارنت باشد. شباهت ترکیب زمین شیمیایی این گارنت کالک سیلیکات‌های با سنگ‌های فرامافیک نیز با سنگ مادر فرامافیک سازگار است. این سنگ‌ها دستخوش دگرسانی گرمابی شده‌اند که موجب بالا رفتن مقدار Ca و پایین آمدن مقدار Mg درگارنت و سنگ میزبان در مقایسه با گارنت‌های گوشته‌ای و سنگ‌های فرامافیک شده‌است. ورود سیال های غنی از CO_2 موجب کربناتیتی شدن سنگ مادر فرامافیک و خروج ترجیحی Mg می‌شود. گسل‌ها به عنوان کانال‌هایی برای چرخش سیال های گرمابی نقش کلیدی در فرایند دگرسانی گرمابی دارند.

واژه‌های کلیدی: *گارنت؛ یووارویت؛ بابانظر؛ تخت سلیمان؛ تکاب.*

مقدمه

گارنت‌ها گروه گسترده‌ای از کانی‌ها با تنوع در رنگ و ترکیب شیمیایی هستند که به واسطه تفاوت اجزای مولی اعضای انتهایی ناشی می‌شوند. معمول‌ترین رنگ در این کانی قرمز است که اغلب در پیروپ و آلماندن دیده می‌شود، ولی اغلب رنگ‌های دیگر به ویژه رنگ سبز که اغلب در یووارویت دیده می‌شود بسیار مورد توجه است [۱]. گارنت سبز از کمیاب‌ترین [۲] و زیباترین انواع گارنت است که بیشتر در کشورهایی چون هند، فنلاند، ایتالیا، روسیه، ترکیه، آمریکا و آفریقای جنوبی [۲-۵] رخنمون دارد. در ایران نیز این گارنت‌های سبز رنگ در سه منطقه باغ برج (کرمان)، تجغنی (بیرجند) و بابانظر (تکاب) گزارش شده‌اند و بررسی‌هایی نیز در این مناطق انجام شده‌است [۶-۱۱].

در این پژوهش گارنت‌های سبز یووارویت‌دار در منطقه بابانظر، شمال شرق تکاب، بررسی می‌شوندپژوهش‌های پیشین که پیرامون این گارنت ها انجام شده است، بر اساس جداسازی بلورهای گارنت به رنگ‌های مختلف و سنجش عناصر اصلی و جزئی به روش‌های طیف‌سنجی فئورسانس پرتوی X (XRF) و طیف‌سنجی نشر نوری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-OES) و تعیین فازهای کانیایی با پراش پرتوی X (XRD) بوده است.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۲۹۷۳۱۳۷، پست الکترونیکی: rashid@modares.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.3.0]

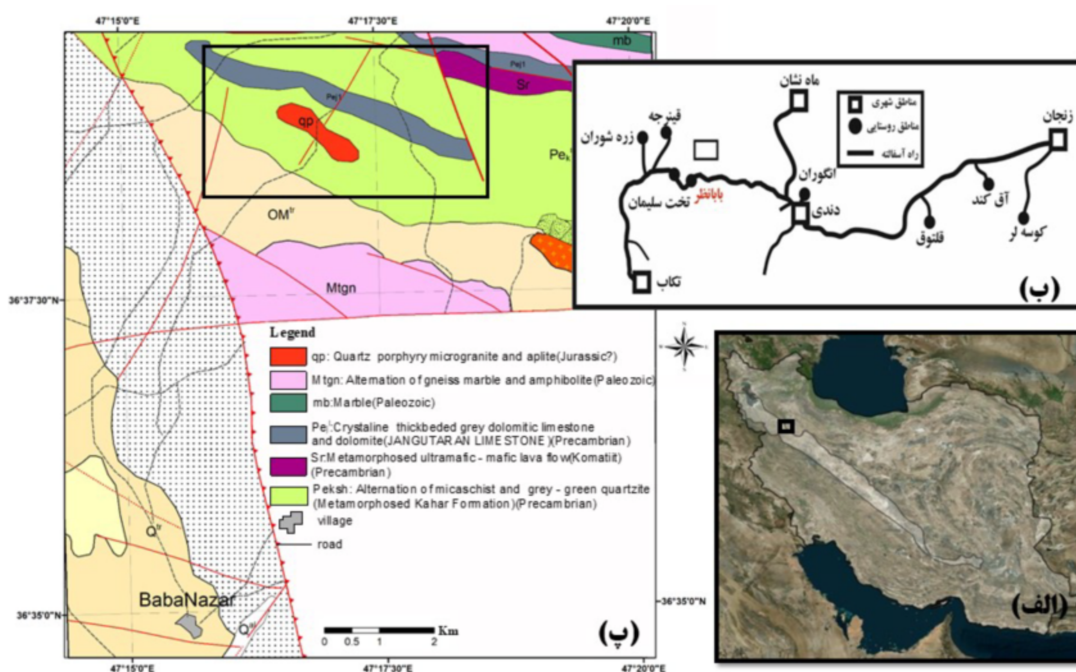
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.49]

[۶-۸]، نتایج این بررسی‌ها نشان داده است که گارنت‌ها از گروه گروسولار- آندرادیت هستند و گارنت‌های سبزرنگ درصدی از یوواروویت در ترکیب خود دارند. از موارد مهم در [۷]، این است که مقدار یوواروویت در سایر گارنت‌های منطقه، صفر و یا ناچیز است که این امر می‌تواند بیانگر وجود یک منبع تغذیه کننده کروم برای سنگ‌های دارای گارنت یوواروویت‌دار باشد. در هیچ یک از پژوهش‌های انجام شده به خاستگاه کروم اشاره‌ای نشده است. در این پژوهش، با بررسی گارنت‌ها با میکروسکوپ الکترونی و ریزپردازشگر الکترونی، و تجزیه سنگ کل، ترکیب گارنت‌ها و علت بالا بودن کروم در آن تعیین شد.

زمین‌شناسی منطقه

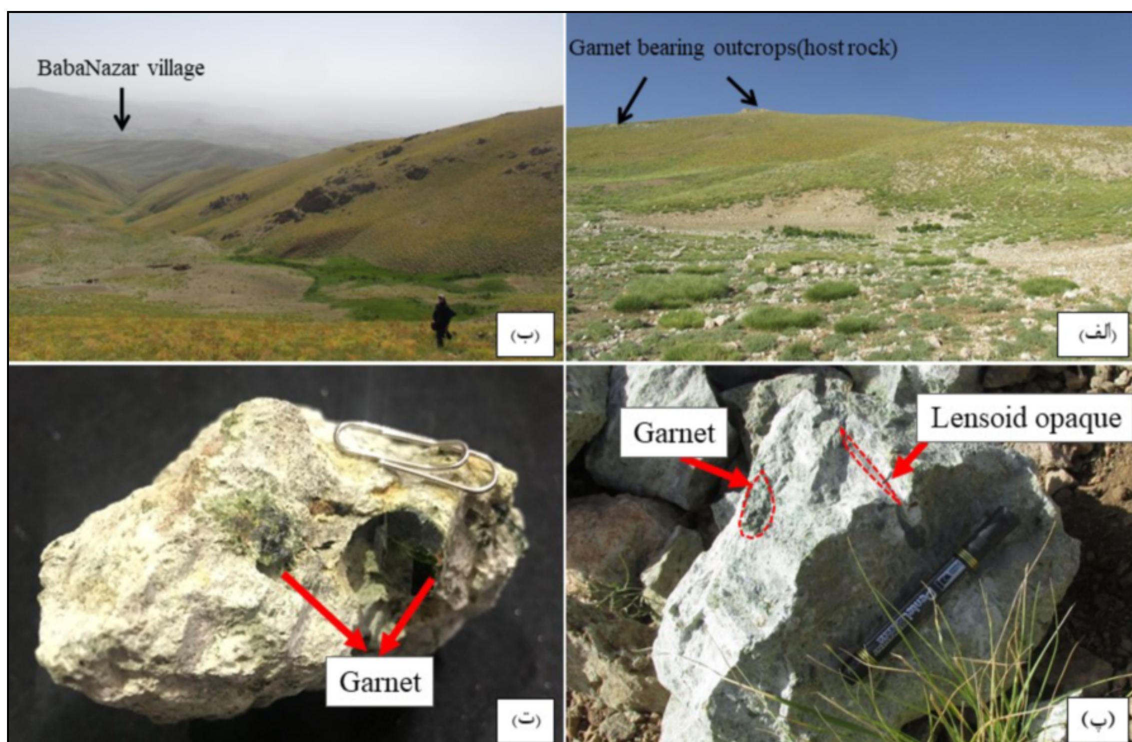
گستره سنگ‌های کالک سیلیکات‌های دربردارنده یوواروویت، که اسکارن تلقی شده‌اند [۷، ۸، ۱۲]، در شمال شرق تکاب، برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان، شمال شرق روستای بابانظر (شکل‌های ۱ ب و ۲ ب) واقع است. از نظر تقسیم‌بندی ساختاری، برخی از پژوهشگران این منطقه را مربوط به پهنه سنندج- سیرجان [۱۳] (شکل ۱ الف) و برخی دیگر از پهنه ایران مرکزی می‌دانند [۱۴].

کهن‌ترین واحد شناخته شده در منطقه، سنگ‌های دگرگونی به رنگ سبز – خاکستری هستند که در زیر یک افق ۵۰ تا ۱۰۰ متری از آهک و دولومیت مرمری به نام مرمر جان‌گوتاران قرار دارند. این سنگ‌های دگرگونی شامل سریسیت- موسکویت شیست، کوارتز- کلریت- اپیدوت شیست، بیوتیت شیست و میان لایه‌هایی از کوارتزیت هستند. این واحدهای دگرگونی به عنوان شیست‌های امیران در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ تکاب [۱۵] معرفی شده‌اند. بین این واحد دگرگونی و واحد جان‌گوتاران، یک افق ۵۰ تا ۱۰۰ متری مرکب از سنگ‌های فرامافیک دگرگون شده (سرپانتینیت و سرپانتین شیست و متاگابرو و سنگ‌های بازالتی دگرگون شده) وجود دارد [۱۲]. این واحد به صورت واحد Sr در منطقه مورد بررسی و یا واحدهای معادل آن چون افیولیت‌های معرفی شده توسط رشید نژاد و مومن زاده [۱۶] در مناطق کنار آن مانند افیولیت-های چال داغی (شمال شرق تکاب) و قوزی چاق (جنوب غرب شهر دندی) دارای رخنمون است. در مورد دگرگونی‌های منطقه باور بر این است که دگرگونی اثر گذار بر منطقه باور از نوع دینامیکی-گرمایی بوده و اثر آن در تناوب میکاشیست و کوارتزیت سازند کهر و مرمرهای جان‌گوتاران در حد رخساره شیست سبز نمایان بوده و وابسته به پرکامبرین است. از دیگر واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در منطقه مورد بررسی، گرانیت‌ها و کوارتزپوفیرهایی هستند که به علت قرار گرفتن زیر نهشته‌های آتشفشانی الیگومیوسن و قطع کردن واحدهای دگرگونی پالئوزوئیک و پرکامبرین به مزوزوئیک نسبت داده شده‌اند و دارای رخنمون محدودی در منطقه هستند [۱۲].



شکل۱ موقعیت منطقه مورد بررسی (مستطیل سیاه) در الف- پهنه سنندج-سیرجان [۱۳]، ب- نقشه راه‌های دسترسی و پ) نقشه زمین‌شناسی منطقه، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی تخت سلیمان [۱۲].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.3.0]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.49]



شکل ۲ الف- تصویر صحرایی از واحد گارنت یوواروویت‌دار(دید به سمت شمال شرقی) ب- موقعیت رخنمون‌های گارنت‌دار (شاخص) نسبت به روستای بابانظر (دید به سمت جنوب غربی)، پ- نوارها و یا عدسی‌هایی از کانی کدر، ت- گارنت شکل دار به قطر ۲ سانتی‌متر و گارنت‌های بی شکل.

کالک سیلیکات‌های دارای گارنت یوواروویت به صورت برون‌زدهایی در واحد آهک و دولومیت مرمری جان‌گوتاران و در فرادیواره گسل قینرجه- چهارطاق رخنمون دارند. این گسل مهمترین شکستگی موجود در منطقه و از نوع گسل‌های پی سنگی بوده و دارای جابجایی معکوس راستگرد است. این گسل افزون بر جابجایی معکوس، دارای جنبش راستالغز بوده که سبب ایجاد گسل‌های رورانده با راستای شرقی- غربی شده است. از جمله این گسل‌های ایجادشده، گسل لعل‌کان است [۱۲] که در مرز شمالی این واحد قرار دارد (شکل ۱ پ). این کالک سیلیکات‌ها به رنگ کرم- خاکستری هستند و گسترش محدودی (کمتر از ۱ کیلومتر مربع) دارند (شکل ۲ الف) به طوری که در هیچ یک از نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ تکاب و ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان قابلیت نقشه‌برداری نداشته‌اند و حتی در گزارش نقشه‌ها نیز هیچ اشاره‌ای به این واحد نشده است. شاخص‌ترین ویژگی این سنگ‌ها در بررسی‌های صحرایی، وجود گارنت‌های بی‌شکل تا شکل‌دار به رنگ سبز و با قطری تا بیش از ۲ سانتی متر، پیریت‌های مکعبی پراکنده و نوارها و یا عدسی‌هایی از دیگر کانی‌های کدر است (شکل‌های ۲ پ و ت).

روش انجام پژوهش

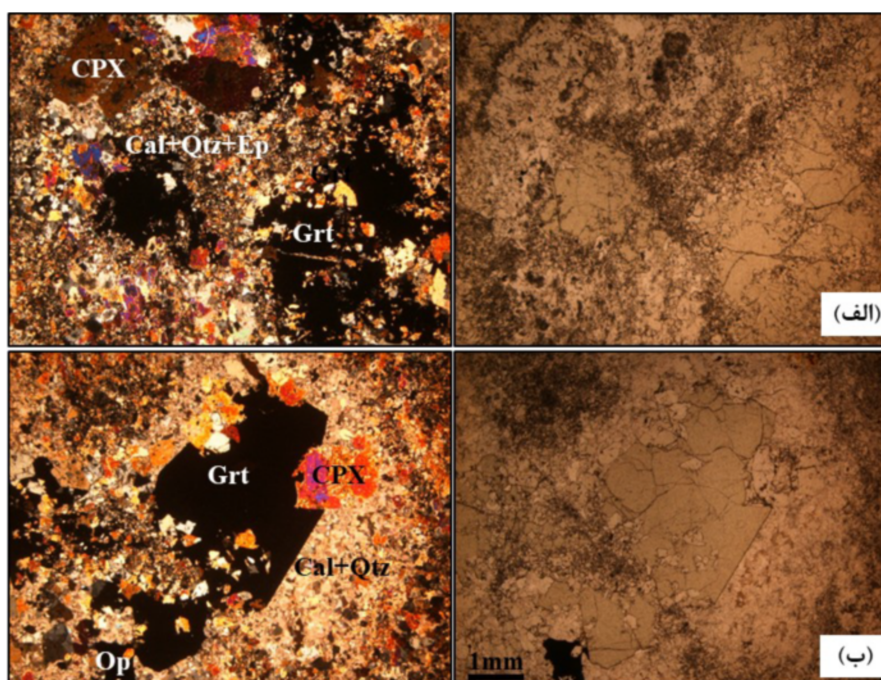
در دو مرحله بررسی صحرایی (۶ روز) و بررسی روابط و ویژگی‌های صحرایی واحدهای سنگی منطقه و نمونه‌برداری، تعداد ۱۰ مقطع نازک - صیقلی برای سنگ‌نگاری تهیه شد. این مقاطع پس از بررسی با میکروسکوپ نوری، با میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) در دانشکده فیزیک و علوم زمین دانشگاه فرارا (ایتالیا)، بررسی شدند. دو نمونه برای بررسی کمی ترکیب شیمیایی کانی‌ها براساس تجزیه با ریزکاوالکترونی (EPMA) با دستگاه Cameca SX50 با ولتاژ ۱۵ کیلو ولت و با قطر باریکه ۱- ۵ میکرون دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه ساپینزا، رم، ایتالیا آنالیز شدند. این دو نمونه و ۴ نمونه از پیروکسنیت و سرپانتینیت‌های منطقه (به منظور مقایسه ترکیب سنگ کل)، برای بررسی ترکیب عناصر اصلی سنگ کل به روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتو ایکس با دستگاه ARL advent- XP تجزیه شدند. برای سنجش عناصر جزئی نیز از طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت القایی (ICP-MS) با دستگاه Thermo Series X-I در دانشگاه دانشگاه فرارا گرفته شد.

سنگ‌نگاری

در بررسی‌های میکروسکوپی کلسیت، گارنت و پیروکسن به عنوان کانی‌های اصلی و اپیدوت، کلریت، اسفن و کانی‌های کدر به عنوان کانی‌های فرعی قابل مشاهده هستند. بلورهای گارنت اغلب بی‌شکل (شکل ۳ الف) تا نیمه شکل‌دار بیشتر به رنگ سبز تیره (شکل ۳ ب) هستند، ولی گارنت‌های کاملاً شکل‌دار نیز به طور محدود دیده می‌شوند که بیشتر سبز روشن و شفاف هستند. در برخی از گارنت‌ها، شکستگی‌های پر شده با کوارتز و یا اپیدوت دیده می‌شود. افزون بر این، تبدیل‌شدگی گارنت به کلریت، به ویژه در حاشیه‌ها، در اثر دگرسانی بعدی نیز دیده می‌شود. کلسیت دارای بافت موزائیکی است و اغلب رخ لوزی نشان می‌دهد و به همراه کوارتز و یا فلدسپات زمینه سنگ را تشکیل می‌دهد. پیروکسن‌ها اغلب شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی از نوع کلینوپیروکسن هستند. اپیدوت به صورت پراکنده در زمینه سنگ و یا در رگه‌های قطع کننده سایر کانی‌ها دیده می‌شود. کانی‌های کدر بیشتر به صورت بی‌شکل تا کاملاً شکل‌دار و به فراوانی در این سنگ‌ها، هم در زمینه و هم به صورت میانبار درون کانی‌ها، دیده می‌شوند. فراوانی هر کانی در نمونه‌های مختلف، متفاوت است، ولی همچنان گارنت، کلسیت و پیروکسن کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها هستند.

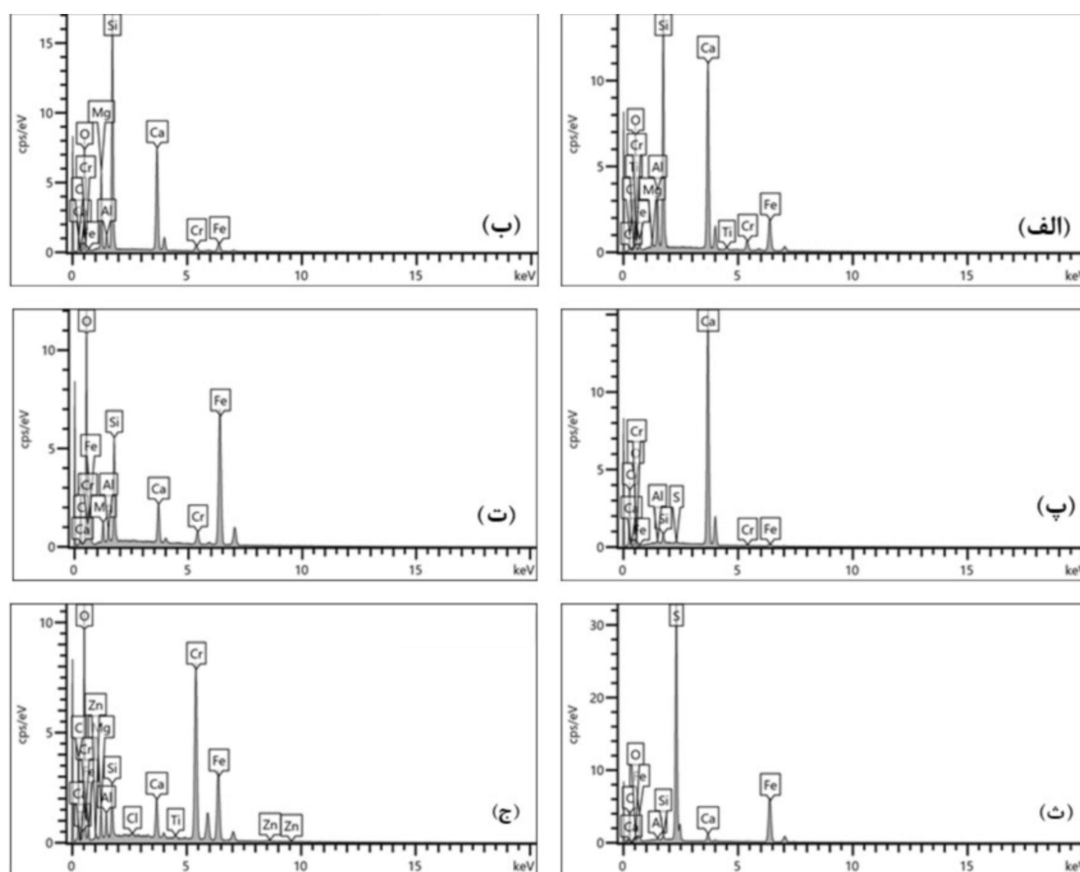
نتایج مطالعه با میکروسکوپ الکترونی روبشی

درصد وزنی عناصر اصلی به دست آمده از بررسی نمونه‌ها با میکروسکوپ الکترونی نشان می‌دهد که گارنت‌ها دارای ترکیب آهن- کلسیم‌دار با مقادیر متفاوتی از کروم هستند. کلینوپیروکسن‌ها ترکیب کلسیمی- منیزیمی دارند و از نوع دیوپسید هستند. کانی‌های کدر دارای دو فاز متفاوت اکسیدی و سولفیدی هستند. بررسی و مقایسه ترکیب کانی‌های مختلف نشان می‌دهد که بجز پیریت، همه کانی‌ها، حتی کلسیت دارای مقادیر متفاوتی از کروم هستند (شکل ۴) ولی بیشترین مقدار کروم در فاز اکسیدی کانی‌های کدر با بیش از ۴۰٪ وزنی است. این کانی‌ها همگن نیستند و مقدار کروم در بخش‌های مختلف آنها متفاوت است. این تفاوت در مقدار کروم در تصاویر الکترونی پس پراکند (BSE) خود را به صورت تفاوت در رنگ نشان می‌دهد، به طوری که بخش‌های تیره‌تر نسبت به بخش‌های روشن تر مقدار بیشتری کروم دارند (در شکل ۵، طیف ۱ مربوط به بخش‌های تیره تر و طیف ۲ مربوط به بخش‌های روشن تر است.

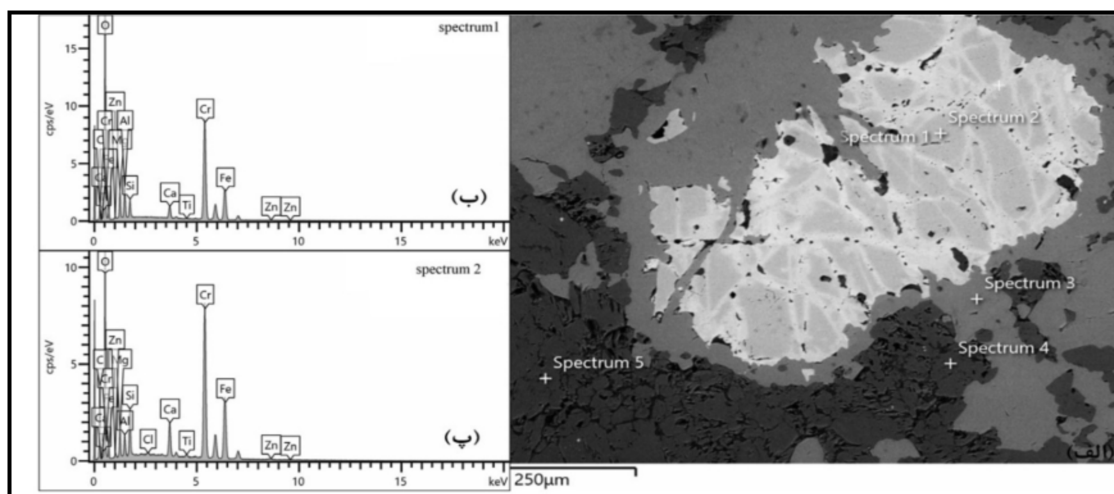


شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از الف- گارنت‌های بی‌شکل همراه با شکستگی پر شده با کوارتز (Qtz) و یا اپیدوت (Ep) و کلینوپیروکسن (Cpx) در زمینه‌ای از کلسیت (Cal)، کوارتز و اپیدوت، ب- گارنت نیمه‌شکل‌دار به همراه کلینوپیروکسن، کلسیت، کوارتز و کانی‌های کدر (Op) (تصاویر سمت راست در نور قطبیده متقاطع (XPL) و تصاویر سمت چپ در نور قطبیده صفحه‌ای (PPL) تهیه شدند). همه نشانه‌های اختصاری کانی‌ها در این نوشتار برگرفته از مرجع [۱۷] هستند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.3.0]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.49]



شکل ۴ طیف‌های مربوط به الف- پیروکسن، ب-گارنت، پ- کلسیت، ت- اسفن، ث- کانی کدر سولفیدی و ج- کانی کدر اکسیدی



شکل۵ الف- تصویر BSE از فاز اکسیدی کانی‌های کدر، ب- طیف مربوط به بخش‌های غنی‌تر از کروم و پ- طیف مربوط به بخش فقیرتر از کروم.

شیمی کانی‌ها

شیمی گارنت

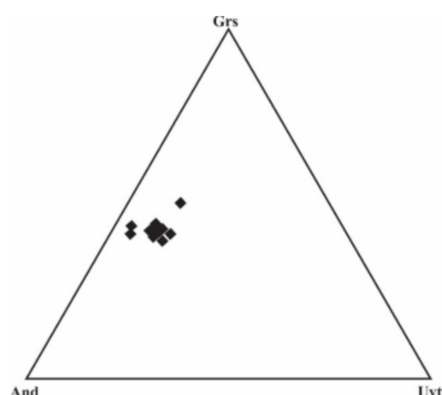
نتایج تجزیه شیمیایی گارنت‌ها، به همراه جایگاه نقاط تجزیه شده در گارنت‌های شکل‌دار، در جدول ۱ ارائه شده‌است.

فرمول ساختاری گارنت بر پایه ۱۲ اکسیژن محاسبه شده است. برای محاسبه Fe^{2+} و Fe^{3+} که در تفکیک سه عضو انتهایی آلماندن مقدار Fe^{2+}، برای آندرادیت مقدار Fe^{3+} و برای گروسولار نسبت Fe^{2+} و Fe^{3+} دارای اهمیت ویژه‌ای است، از

شیوه عنصرسنجی مرجع [۱۸] و برای محاسبه اعضا انتهایی از روش مرجع [۱۹] استفاده شد. گارنت‌های مورد بررسی ترکیب گسترده‌ای از محلول جامد Cr ،Fe^{+3}, Ca (اوگراندیت) و مقدار تقریباً مساوی از آندرادیت (۵۲-۳۶ درصد) و گروسولار (۳۹٫۶-۴۹٫۵ درصد) و مقادیر کمتری یوواروویت (۴٫۴۲-۱۳٫۹۴ درصد) دارند. مقدار آلماندن و اسپسارتیت صفر و یا نزدیک به صفر است. مقدار پیروپ نیز بین ۱٫۳ تا ۳٫۷ درصد متغیر است. بر اساس رده‌بندی مرجع [۲۰]، این گارنت‌ها بین دو عضو انتهایی گروسولار و آندرادیت قرار دارند و کمی تمایل به سمت راس یوواروویت وجود دارد و بقیه مولفه‌ها فرعی هستند (شکل ۶).

جدول۱ نتیجه تجزیه شیمیایی گارنت‌های یوواروویت‌دار .

اکسید	Bl3-1	Bl3-2	Bl3-3-1	Bl3-3-2	Bl3-4	Bl3-5	Bl4-1	Bl4-2	Bl4-3	Bl4-4	Bl4-5
	(بی شکل)	(بی شکل)	(مرکز)	(حاشیه)	(بی شکل)	(بی شکل)	(بی شکل)	(بی شکل)	(بی شکل)	(حاشیه)	(بی شکل)
SiO_2	۳۶٫۷۴	۳۷٫۶۶	۳۶٫۷	۳۶٫۳۵	۳۷٫۳۴	۳۷٫۵۴	۳۷٫۷۶	۳۷٫۱	۳۶٫۹۷	۳۴٫۴۶	۳۷٫۳۱
TiO_2	۱٫۸۵	۰٫۸۹	۰٫۷۱	۰٫۷۷	۰٫۸۴	۰٫۹۳	۰٫۸۱	۰٫۷۲	۰٫۶	۰٫۶۹	۰٫۶۸
Al_2O_3	۸٫۰۱	۹٫۶۶	۷٫۸۴	۷٫۷۹	۷٫۹۲	۸٫۱۴	۸٫۲۶	۷٫۸۲	۷٫۸۳	۸٫۷۶	۸٫۱۴
Cr_2O_3	۲٫۳۳	۳٫۵۵	۱٫۱۸	۱٫۳۳	۳٫۱۹	۳٫۲۴	۲٫۵۲	۳٫۶۳	۳٫۸۳	۲٫۶۹	۳٫۳
FeO	۱۲٫۷۵	۱۲٫۶۰	۱۵٫۸۳	۱۵٫۵۰	۱۳٫۹۷	۱۳٫۶۲	۱۴٫۰۰	۱۳٫۶۷	۱۲٫۹۵	۱۳٫۶۸	۱۳٫۴۰
MnO	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۰۹	۰٫۱۶	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۲	۰٫۰۹
MgO	۰٫۸	۰٫۳۶	۰٫۲۹	۰٫۴۲	۰٫۵	۰٫۵۵	۰٫۴۶	۰٫۴۴	۰٫۳۹	۰٫۴	۰٫۴۶
ZnO	۰٫۰۹	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۲
CaO	۳۴٫۳۵	۳۳٫۷۸	۳۳٫۹۱	۳۴٫۶۷	۳۵٫۵	۳۵٫۱۲	۳۴٫۶۷	۳۵٫۳۲	۳۴٫۸۲	۳۵٫۹	۳۴٫۵
Total	۹۸٫۲۵	۹۹٫۶۱	۹۸٫۰۳	۹۸٫۴۶	۱۰۰٫۷۲	۱۰۰٫۶۱	۹۹٫۸۸	۱۰۰٫۰۶	۹۸٫۶۸	۹۸٫۱۸	۹۹٫۱۴
cations											
Si	۳	۳٫۰۳	۳٫۰۳	۲٫۹۹	۳	۳٫۰۱	۳٫۰۴	۳	۳٫۰۲	۲٫۸۶	۳٫۰۳
Al^{IV}	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۱۴	۰
Al^{VI}	۰٫۸	۰٫۹۴	۰٫۷۹	۰٫۷۸	۰٫۷۸	۰٫۸	۰٫۸۱	۰٫۷۷	۰٫۷۸	۰٫۷۵	۰٫۸۱
Ti	۰٫۱۱	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴
Cr	۰٫۱۵	۰٫۲۳	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۲	۰٫۲۱	۰٫۱۶	۰٫۲۳	۰٫۲۵	۰٫۱۸	۰٫۲۱
Fe^{3+}	۰٫۸	۰٫۶۴	۰٫۹	۰٫۹۲	۰٫۸۳	۰٫۷۹	۰٫۸	۰٫۸۱	۰٫۷۷	۰٫۸۸	۰٫۷۷
Fe^{2+}	۰٫۰۸	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱۵	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۰۷	۰٫۱۴
Mn	۰	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mg	۰٫۱	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶
Ni	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Zn	۰٫۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Ca	۳٫۰۱	۲٫۹۱	۳	۳٫۰۶	۳٫۰۵	۳٫۰۲	۲٫۹۹	۳٫۰۶	۳٫۰۵	۳٫۱۹	۳
Total	۸٫۰۵	۸٫۰۵	۸٫۰۹	۸٫۱۱	۸٫۰۹	۸٫۰۸	۸٫۰۶	۸٫۰۹	۸٫۰۸	۸٫۱۷	۸٫۰۷
$Mg^{\#}$	۰٫۵۶	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۲۶	۰٫۳۵	۰٫۳۵	۰٫۲۷	۰٫۳۱	۰٫۳	۰٫۴۲	۰٫۲۹
$Cr^{\#}$	۰٫۱۶	۰٫۱۹	۰٫۰۹	۰٫۱	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۱۶	۰٫۲۳	۰٫۲۴	۰٫۱۷	۰٫۲۱
$Ca^{\#}$	۰٫۹۷	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۰٫۹۸
Almandine	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Andradite	۴۶٫۳۲	۳۶٫۰۵	۵۱٫۶۷	۵۲٫۲۵	۴۶٫۴۴	۴۴٫۸۷	۴۵٫۷۶	۴۵٫۳۱	۴۳٫۵۸	۴۶٫۲۱	۴۳٫۸۲
Grossular	۴۱٫۰۲	۴۹٫۵۵	۴۲٫۱۵	۴۰٫۵۳	۳۹٫۶۸	۴۰٫۶۴	۴۲٫۶۹	۳۹٫۶۵	۴۰٫۶۳	۴۲٫۳۱	۴۱٫۸۵
Pyrope	۳٫۷۹	۱٫۶۱	۱٫۳۷	۱٫۹۶	۲٫۲۴	۲٫۴۷	۲٫۱۱	۱٫۹۶	۱٫۸	۱٫۷۳	۲٫۱۱
Spessartine	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۳۹	۰٫۳۵	۰٫۲۳	۰٫۴	۰٫۲۴	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۴۸	۰٫۲۳
Uvarovite	۸٫۷۵	۱۲٫۶۶	۴٫۴۲	۴٫۹۱	۱۱٫۴	۱۱٫۶۲	۹٫۲	۱۲٫۹۹	۱۳٫۹۴	۹٫۲۶	۱۲



شکل۶ موقعیت گارنت‌ها در نمودار And-Grs-Uvt [۲۰].

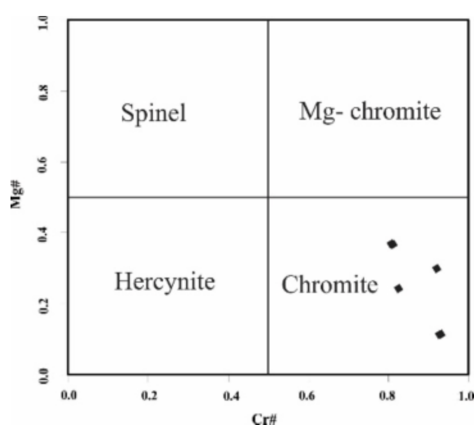
شیمی کانی‌های کدر

نتایج بدست آمده از بررسی با میکروسکوپ الکترونی نشانگر وجود کانی‌های کدر اکسیدی کروم‌دار در این سنگ‌هاست که می‌تواند به عنوان یک منبع برای تامین کروم در نظر گرفته شود. برای تعیین ترکیب دقیق این کانی‌ها، ۶ نمونه از کانی‌های کدر که بر اساس بررسی‌های SEM در ترکیب خود دارای کروم بودند، با ریزکاوالکترونی تجزیه شدند (جدول ۲). براساس تقسیم‌بندی مرجع [۲۱]، این کانی‌های کدر از نوع کرومیت (کروم اسپینل غنی از کروم و فقیر از آلومینیم و آهن) هستند (شکل ۷).

جدول ۲ ترکیب شیمیایی کانی‌های کدر کروم‌دار(کرومیت).

oxide	۱	۲	۳	۴	۵	۶
MgO	۷٫۷۳	۵٫۴۸	۳٫۲۱	۶٫۱۳	۶٫۶۵	۳٫۶۷
CaO	۰٫۰۸	۰٫۲۱	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۱۶
MnO	۱٫۱۰	۰٫۹۳	۰٫۲۴	۲٫۱۶	۰٫۷۵	۰٫۴۸
FeO	۲۲٫۹۲	۲۹٫۹۸	۴۴٫۹۷	۳۸٫۰۴	۲۷٫۹۸	۴۷٫۶۵
Al_2O_3	۸٫۴۹	۶٫۱۱	۲٫۰۳	۲٫۷۴	۳٫۰۴	۷٫۴۳
Cr_2O_3	۵۱٫۲۰	۴۳٫۳۵	۴۱٫۳۷	۴۲٫۸۸	۵۳٫۶۵	۳۱٫۴۹
SiO_2	۰٫۱۳	۰٫۵۲	۰٫۱۴	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۹
TiO_2	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۲۱	۰٫۱۲	۰٫۲۳	۰٫۱۵
P_2O_5	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
ZnO	۱٫۷۷	۱٫۳۷	۱٫۲۱	۱٫۶۲	۱٫۳۴	۰٫۹۹
Total	۹۳٫۵۲	۸۸٫۰۴	۹۳٫۴۰	۹۳٫۷۹	۹۳٫۷۲	۹۲٫۱۱
cations						
Mg	۰٫۵۳	۰٫۴۲	۰٫۲۵	۰٫۴۶	۰٫۴۸	۰٫۱۲
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mn	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۰۱
Fe	۰٫۸۹	۱٫۲۸	۱٫۹۶	۱٫۶۱	۱٫۱۳	۰٫۹۴
Al	۰٫۴۶	۰٫۳۷	۰٫۱۲	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۰۶
Cr	۱٫۸۸	۱٫۷۶	۱٫۷۱	۱٫۷۲	۲٫۰۵	۰٫۸۲
Si	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
P	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Zn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
مجموع	۳٫۸۳	۳٫۹۱	۴٫۰۷	۴٫۰۶	۳٫۸۸	۱٫۹۶
Cr#	۰٫۸۰	۰٫۸۳	۰٫۹۳	۰٫۹۱	۰٫۹۲	۰٫۹۳
Mg#	۰٫۳۸	۰٫۲۵	۰٫۱۱	۰٫۲۲	۰٫۳۰	۰٫۱۱

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.3.0]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.49]



شکل۷ موقعیت کرومیت‌های منطقه در نمودار $Cr^{\#}$-$Mg^{\#}$[۲۱].

سنگ میزبان

بر اساس بررسی‌های پیشین [۶-۸] و نقشه زمین‌شناسی منطقه [۱۲]، گارنت‌های بابانظر در اسکارن‌هایی رخنمون دارند که در اثر نفوذ توده کوارتز پورفیر تشکیل شده‌اند. از طرفی، رخنمون غالب در منطقه، مرمرها و دولومیت‌های جان‌گوتاران است، همچنین بر پایه شواهد صحرایی و بررسی‌های زمین شیمیایی، رخنمون‌هایی از کرومیت در منطقه وجود دارد. افزون بر این، وجود رخنمون‌هایی از سنگ‌های فرامافیک در مناطق پیرامون، لزوم بررسی بیشتر برای اظهار نظر در مورد سنگ میزبان را نشان می‌دهد. علی‌پور و همکاران [۸] سنگ میزبان را کالک سیلیکات‌ها با ناخالصی‌های رسی عنوان کرده‌اند و تشکیل کانی‌های گارنت و کلینوپیروکسن را ناشی از ناخالصی‌های رسی دانسته‌اند. این درحالی است که به توانایی بخش‌های پلیتی در تامین کردن و یا نکردن کروم هیچ اشاره‌ای نشده‌است. به همین دلیل، در این پژوهش، از معیارهای کانی‌شناسی برای نامگذاری سنگ میزبان استفاده شده و واژه کالک سیلیکات‌ها [۲۲] به کار برده شده‌است. نتایج تجزیه عناصر اصلی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای مقدار ۴۴-۳۸ درصد SiO_2، ۲۳-۳۰ درصد CaO، ۹-۱۰ درصد MgO، کمتر از ۳ درصد Al_2O_3 و ۸-۳ درصد Fe_2O_3 هستند (جدول ۳).

بحث

بر اساس بررسی‌های صحرایی، واحدهای کالک سیلیکات‌ها در بردارنده گارنت با رخنمون محدود در بین مرمرهای جان‌گوتاران برونزد دارند. از ویژگی‌های بارز این سنگ‌ها وجود کانی‌های کدر به شکل‌های مختلف و با فراوانی متفاوت در بخش‌های مختلف آن‌هاست. در بررسی‌های پیشین به کانی‌هایی چون هماتیت، گوتیت، پیریت، کالکوپیریت، مگنتیت و لیمونیت اشاره شده‌است [۶-۸].

نتایج بررسی با میکروسکوپ الکترونی نشان می‌دهد که به جز کانی‌های کدر سولفیدی، نه تنها گارنت، بلکه سایر کانی‌ها نیز تمایل به جذب کروم دارند. بیشترین مقدار کروم در گارنت و کانی‌های کدر اکسیدی دیده می‌شود. از بررسی گارنت و کانی‌های کدر اکسیدی با ریزکاوالکترونی مشخص شد که کانی‌های کدر اکسیدی، کروم اسپینل غنی از کروم و فقیر از Al و Fe هستند و گارنت‌ها نیز که برپایه بررسی‌های پیشین [۶-۸] دارای کروم و در نتیجه مولفه یوواروویت در ترکیب خود هستند از نوع گروسولار-آندرادیت با بیش از ۱۳ درصد یوواروویت در اعضا انتهایی هستند. بررسی‌ها نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی گارنت وابسته به ترکیب سنگ کل میزبان و تاریخچه دما و فشار است. ترکیب عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر در گارنت می‌تواند برای بررسی تکامل گوشته و سنگ‌های پوسته‌ای به کار رود [۲۳-۲۶]. وجود کروم در گارنت‌های مورد بررسی که علت رنگ سبز این گارنت‌ها عنوان شده است [۶-۸] با سنگ خاستگاه مافیک و فرامافیک همخوانی دارد [۲۷-۳۵]. مقایسه ترکیب سنگ کل با سنگ‌های فرامافیک منطقه نشان می‌دهد که مقدار Cr در این سنگ‌ها بالاتر از سایر سنگ‌هاست، ولی مقدار این اکسید در دو نمونه کالک سیلیکات‌ها نیز با هم متفاوت است. مقدار CaO بسیار بالاتر از سایر سنگ‌ها و مقدار MgO بسیار کمتر است. مقدار Al_2O_3 این سنگ‌ها بسیار مشابه با سرپانتینیت‌هاست ولی از مقدار این اکسید در پیروکسنیت‌ها بسیار کمتر است. مقدار سایر اکسیدها تقریبا مشابه هستند (جدول ۳). به عبارتی، تفاوت اصلی این کالک سیلیکات‌ها با سرپانتینیت‌ها و پیروکسنیت در بالا بودن مقدار Cr و CaO و کم بودن مقدار MgO است.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.3.0]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.49]

جدول۳ ترکیب شیمیایی سنگ کل در مقایسه با سرپانتینیت و پیروکسنیت‌ها در منطقه مورد بررسی (*: آهن کل).

مولفه	سیلیکات آهکی -Grt	سیلیکات آهکی -Grt	سرپانتینیت	سرپانتینیت	سرپانتینیت	سرپانتینیت
SiO_2	۴۴،۴۳۰	۳۸٫۶۹۰	۴۳٫۴۲۰	۳۹٫۴۸۰	۴۰٫۷۸۰	۴۰٫۸۰۰
TiO_2	۰٫۲۳۰	۰٫۱۱۰	۰٫۱۲۰	۰٫۰۲۰	۰٫۰۸۰	۰٫۱۵۰
Al_2O_3	۲٫۹۳۰	۱٫۹۸۰	۹٫۴۸۰	۱٫۱۷۰	۱٫۸۹۰	۲٫۰۰۰
Fe_2O_3*	۸٫۴۰۰	۳٫۹۳۰	۵٫۷۱۰	۷٫۲۶۰	۷٫۰۸۰	۶٫۹۳۰
MnO	۰٫۲۴۰	۰٫۰۸۰	۰٫۱۴۰	۰٫۰۹۰	۰٫۱۱۰	۰٫۰۷۰
MgO	۹٫۹۷۰	۹٫۲۹۰	۲۵٫۷۰۰	۳۶٫۴۶۰	۳۶٫۳۷۰	۳۶٫۹۸۰
CaO	۲۳٫۸۹۰	۳۰٫۰۴۰	۱۳٫۸۰۰	۰٫۲۹۰	۲٫۱۱۰	۲٫۱۱۰
Na_2O	۰٫۰۴۰	۰٫۰۳۰	۰٫۰۵۰	-	۰٫۰۱۰	-
K_2O	-	-	-	-	۰٫۰۰۰	-
P_2O_5	۰٫۰۱۰	۰٫۰۴۰	-	-	۰٫۰۷۰	-
Cr_2O_3	۳٫۱۴	۰٫۳۰۹	۰٫۲۲	۰٫۳۱	۰٫۳۵	۰٫۳۰۶
Co	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۵	۰٫۰۱۰	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۷
Ni	۰٫۰۰۸	۰٫۰۱۸	۰٫۰۵۱	۰٫۲۱۵	۰٫۱۸۲	۰٫۱۸۲

در برخی از پژوهش‌ها [۳۶، ۳۷]، از ترکیب گارنت برای تعیین سنگ خاستگاه استفاده شده‌است. ترکیب نمونه‌های گارنت نشان می‌دهدکه گارنت‌ها در گستره سنگ‌های دگرنهاده و گرانولیت‌های سیلیکات آهکی بسیار فشار بالا (شکل ۸ الف) و در نمودار مرجع [۳۶]، در گستره کالک سیلیکات‌ها، اسکارن‌ها و رودنگیت‌ها قرار دارند (شکل ۸ ب). افزون بر این، روشی برای تشخیص گارنت‌های با خاستگاه گوشته و گارنت‌های با خاستگاه پوسته‌ای بر پایه نسبت‌های Ca/(Ca+Mg) و Mg/(Mg+Fe) ارائه شده است [۲۴]. بر این اساس، اگر $Ca^{\#}$ بین ۰٫۱ تا ۰٫۹ و $Mg^{\#}$ نیز بین ۰٫۵ تا ۱ باشد، گارنت‌ها دارای خاستگاه گوشته‌ای هستند. مقایسه این مقادیر با گارنت‌های منطقه نشان‌می‌دهد که هیچ یک از گارنت‌ها دارای $Ca^{\#}$ و یا $Mg^{\#}$ در گستره گارنت‌های گوشته‌ای نیستند. در تقسیم بندی‌های دیگر از جمله تقسیم‌بندی مرجع [۳۸]، از ترکیب گارنت‌ها برای بررسی خاستگاه آن‌ها استفاده شده است که بر این اساس، گارنت‌ها در خارج از این نمودارها قرار می‌گیرند. به نظر می‌رسد که بسیاری از منابع موجود برای گارنت‌های با مقدار کروم بالا، مربوط به گارنت‌های Mg بالا و ساب کلسیک هستند. دو تفاوت عمده (بالا بودن مقدار Ca و پایین بودن مقدار Mg) درگارنت‌های مورد بررسی با گارنت‌های گوشته‌ای و همچنین بین ترکیب سنگ کل با سنگ‌های فرامافیک که اساس این تقسیم‌بندی‌ها هستند، موجب ناکارآمدی بسیاری از نمودارها و نظریه‌ها برای تعیین خاستگاه این گارنت‌ها می‌شود.

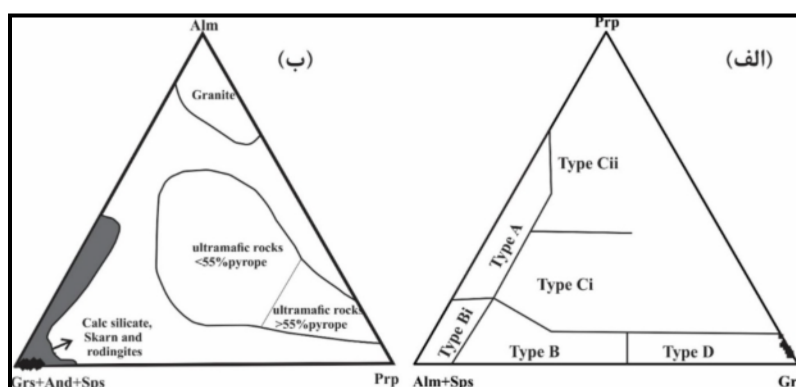
در مقابل، شواهدی چون وجود کروم در گارنت [۲۷-۳۵]، حضور کانی‌هایی مانند کروم اسپینل که اغلب از نخستین کانی‌هایی است که در ماگماهای مافیک و فرامافیک متبلور می‌شود و یک شاخص سنگ‌شناسی و زمین دینامیکی مفید در این سنگ‌هاست [۳۹-۵۴] و در رژیم‌های دگرگونی، اغلب به عنوان منبع کروم برای کانی‌های دیگر چون یوواروویت غنی از کروم [۴۲] است. کانی‌های کدر سولفیدی چون پیریت و کالکوپیریت [۴۸، ۵۴-۵۶] و شباهت ترکیب سنگ کل با سنگ‌های فرامافیک، نشان از خاستگاه مافیک و یا فرامافیک دارد.

ترکیب این سنگ‌های فرامافیک اولیه در اثر عبور سیال های وابسته به ماگما [۸] و غنی از CO_2 تغییر کرده و موجب کربناتی‌شدن این سنگ‌ها و خروج ترجیحی Mg شده است در حالیکه Fe برای تشکیل سولفیدها (پیریت و کالکوپیریت) و اکسیدها (مگنتیت) ثابت مانده‌است [۵۵، ۵۷].

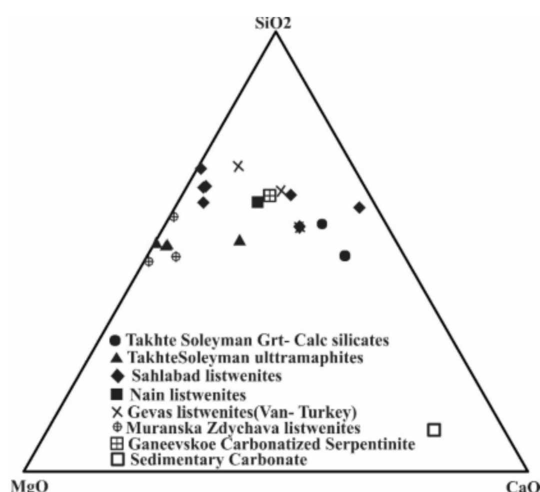
علی‌پور و همکاران [۸] نیز غنی‌شدگی از Fe و فقیرشدن از Mg را در سیلیکات‌های آهکی منطقه‌ی مورد بررسی به ورود محلول‌های گرمابی برآمده از توده از راه شکستگی‌ها به سنگ میزبان نسبت داده‌اند. این نوع دگرسانی اغلب در مناطقی با زمین‌ساخت شکنا و انتشار گسل‌ها در سنگ میزبان روی می‌دهد. سامانه گسله به عنوان کانال‌هایی برای عبور این سیال‌های عمل می‌کند و می‌تواند فضای مناسبی برای ورود سیال‌ها گرمابی به درون سنگ‌های فرامافیک فراهم کند [۴۸، ۵۸-۶۰].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.3.0]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.49]

در بسیاری از مناطق از این نوع دگرسانی به عنوان لیستونیتی شدن و یا کربناتیتی‌شدن فرامافیت‌ها یاد شده‌است [۴۸، ۵۶-۶۹]. لیستونیت‌ها در اثر دگرسانی گرمابی یا دگرنهادی دما متوسط تا پایین سنگ‌های مافیک و فرامافیک تشکیل می‌شوند و اغلب در محل یا نزدیک گسل‌های اصلی قرار دارند [۵۸]. مقایسه ترکیب کالک سیلیکات‌های مورد بررسی با لیستونیت‌ها و سرپانتینیت‌های کربناتیتی شده در برخی از نقاط ایران و جهان (شکل ۹) نشان می‌دهد که ترکیب این سنگ‌ها قابل مقایسه با لیستونیت‌های غنی از کوارتز و کربنات است همچنین، تفاوت ترکیب گارنت‌های مورد بررسی با گارنت‌های گوشته‌ای و همچنین ترکیب سنگ کل با سنگ‌های فرامافیک (بالا بودن مقدار Ca و پایین بودن مقدار Mg) می‌تواند مربوط به این فرایند دگرسانی و لیستونیتی‌شدن در سنگ‌های فرامافیک میزبان باشد. به بیان دیگر، سنگ‌های فرامافیکی که اکنون بقایایی از آن‌ها در بین سنگ میزبان وجود دارد، در اثر سیال‌ها، تهی‌شدگی از Mg و غنی‌شدگی از Ca تشکیل شده‌اند. از دیگر شواهد این دگرسانی، ناهمگن بودن کرومیت‌ها و تفاوت مقدار کروم در بخش‌های مختلف آنهاست که نشان می‌دهد که بخش‌های تیره‌تر بقایای کرومیت دگرسان نشده هستند و بخش‌های روشن‌تر بیشتر دستخوش رخدادهای بعدی شده و منبع تامین کروم برای گارنت و سایر کانی‌ها در منطقه گردیده‌اند [۵۵].



شکل ۸ موقعیت گارنت‌ها در الف) نمودار سه تایی (نوع A: سنگ‌های رسوبی یا شارنوکیت‌های دگرگون شده رخساره گرانولیت درجه بالا و سنگ‌های آذرین حدواسط فلسیک، نوع B: سنگ‌های رسوبی دگرگون شده رخساره آمفیبولیت، نوع Bi: سنگ‌های آذرین فلسیک حدواسط، نوع Ci: سنگ‌های مافیک درجه بالا، نوع Cii: سنگ‌های فرامافیک با Mg بالا(پیروکسنیت ها و پریدوتیت ها)، نوع D: سنگ های دگرنهاده، سنگ‌های مافیک دگرگونه درجه بسیارپایین و گرانولیت‌های سیلیکات آهکی دگوگون شده دمای بسیار بالا)[۳۶] و ب) نمودار مرجع [۳۷]



شکل۹ موقعیت ترکیب سنگ کل در مقایسه با لیستونیت های (به ترتیب از بالا به پایین راهنما) مراجع [۵۶]، [۶۷]، [۴۸]، [۵۹]، سرپانتینت کربناتیتی شده [۶۸] و کربنات رسوبی [۶۹].

برداشت

بر اساس بررسی‌های انجام شده، گارنت‌های منطقه بابانظر از نوع گروسولار- آندرادیت هستند. ویژگی بارز این گارنت‌ها بالا بودن مقدار کروم و در نتیجه وجود یوواورویت در ترکیب اعضای انتهایی است که تا بیش از ۱۳ درصد می‌رسد. گارنت‌های سبز کروم‌دار می‌توانند در سنگ‌های فرامافیک، کیمبرلیت‌ها، سرپانتین- گرافیت شیست‌ها، سنگ‌های سیلیکاتی‌آهکی و کرومیت‌ها و به صورت گارنت‌های خودشکل یوواورویت همزیست با دولومیت در رگه‌های نازک کرومیت‌های برشی شده و یا در ارتباط با لایه‌هایی از سنگ‌های فرامافیک و یا کرومیت در سیلیکات‌های‌آهکی تشکیل شوند.

چنان که بیان شد، محیط‌های مختلفی برای تشکیل گارنت‌های یوواورویت در نظر گرفته شده‌است. افزون بر این، گارنت‌های نوع گروسولار- آندرادیت می‌توانند در سنگ‌هایی چون سنگ آهک، اسکارن، کلریت شیست‌ها، سرپانتینیت که دستخوش دگرگونی مجاورتی یا ناحیه‌ای شده‌اند، دیده شوند. نکته بارز در موارد یاد شده این است که تشکیل گارنت‌های یوواورویت‌دار در ارتباط با واحدهای فرامافیک عنوان شده است. به نظر می‌رسد که با توجه به شواهد نام برده، تشکیل این نوع گارنت در منطقه مورد بررسی نیز با سنگ میزبان فرامافیک همخوانی بیشتری دارد و مانند سایر نقاط یاد شده، عناصر سازنده گارنت به ویژه کروم از سنگ میزبان فرامافیک تامین شده است. سنگ میزبان فرامافیک که اکنون بقایایی از آن به صورت کروم اسپینل و کانی‌های کدر سولفیدی آهن وجود دارد، در اثر سیال‌های گرمابی غنی از CO_2 (حضور فاز دی اکسیدکربن مربوط به عبور سیال از درون سنگ کربناتی است [۸])، غنی از کربنات و تهی از Mg و به اصطلاح لیستونیتی شده است. در این میان، سامانه گسله به عنوان کانال‌هایی برای عبور این سیال‌ها عمل کرده و فضای مناسبی را برای ورود سیال‌های گرمابی به درون سنگ‌های فرامافیک فراهم می‌کنند. گفتنی است که تفاوت‌هایی چون مقدار گسترش کانی‌های کدر، تفاوت مقدار Cr حتی در بین نمونه‌های سیلیکات آهکی و تفاوت اندازه و رنگ گارنت‌ها می‌تواند مربوط به عوامل سنگ-شناسی موضعی، وجود ناپیوستگی‌هایی مانند سطوح برشی و سطوح گسلی، مکانی که محلول‌ها می‌توانند جریان یابند و مدت زمان بر هم‌کنش سیال و سنگ دیواره و مقدار متفاوت مشارکت سنگ‌های فرامافیک دگرسان‌شده و مرمرهای جان‌گوتاران در فرایندهای دگرگونی باشد.

قدردانی

نگارندگان بر خود لازم می دانند از جناب آقای دکتر رضا کهنسال به جهت راهنمایی های ارزنده تشکر نمایند.

مراجع

[1] Balciunaite I., Kleismantas A., Norkus E., *"chemical composition of rare garnets, their colours and gemological characteristics*", Chemija, 26, 1 (2015) 18-24.

[2] Kanungo D.R., Malpe D.B., Radhakrishnan C.J, *"Chrome-Rich Green Garnets from Mesoproterozoic Sausar Fold Belt, Tirodi Area, Central India*", Journal of geological society of India, 69 (2007) 65-69.

[3] Von Knorring O., Condliffe E., Tong Y. L., *"some mineralogical and geochemical aspects of chromium bearing skarn minerals from northern Karella, Finland*", Bull. Geol. Soc. Finland 58, Part 1 (1986) 277-292.

[4] Parthasarathy G., Balaram V., Srinivasan R., *"Characterization of green garnets from an Archean calc-silicate rock, Bandihalli, Karnataka, India: evidence for a continuous solid solution between uvarovite and grandite*", Journal of Asian Earth Sciences ,17 (1999) 345-352.

[5] Saki S., Kiani M., *"review of gemology and genesis of garnet in Iran and world, 3 th gemology, crystalograghy and mineralogy national symposium of Iran*", Shahid beheshti university, (2016) 15-22.

[6] Shirmohammadi p., *"mineralogy and geochemistry of Baba- Nazar garnet (Takab, west Azarbaijan province), Msc. Thesis"*, Urmia University, Urmia, Iran(Unpublished) (2014) 103 pp.

[7] Alipour S., Shirmohammadi p., RahimSouri Y., *"Geochemistry of REEs and reconstruction of structural formula of Baba-Nazar garnet index (Takab, W. Azarbayedjan), Petrology*", 6th Year, 23 (2015) 83-96.

[8] Alipour S., Shirmohammadi p., RahimSouri Y., Bagheri H., *"Geology, petrography and floid inclusion of Baba-Nazar garnet index (Takab, W. Azarbayedjan)*", earth science Quarterly Journal, 25th year, 98 (2015) 349-362.

[9] Barghi B., *"geology and geochemistry of Tajghani and Kamartelar chromite in SE Khorasan (Birjand- Gazik)*", Msc. Thesis, Tabriz

and Associated companies throughout world, 738pp (2014).

[23] Harangi S., Downes H., Kosa L., Szabo C., Thirlwall M.F., Mason P.R.D., Mattey D., *"Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin, (Eastern-Central Europe), geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications*", Journal of Petrology, 42 (2001) 1813–1843.

[24] Schulze D. J., *"A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite, a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds*", Lithos, 71(2003)195–213.

[25] Cookenboo H.O., Grütter H.S., *"Mantle-derived indicator mineral compositions asapplied to diamond exploration, Geochemistry*", Exploration, Environment, Analysis, 10 (2010) 81–95.

[26] Heimann A., Spry P.G., Teale G.S., Conor C.H.H., Leyh W.R., *"Geochemistry of garnet-rich rocks in the southern Curnamona Province, Australia and their genetic relationship to Broken Hill-Type Pb–Zn–Ag mineralization*", Economic Geology ,104 (2011) 687–712.

[27] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"Rock-forming Minerals, 1A, Orthosilicates*", 2nd Edn. The Geological Society, London, (1997) 642-648.

[28] Sobolev N.V., Lavrent'ev Yu.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V., *"Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses*", Contributions in Mineralogy and Petrology ,40 (1973) 39-52.

[29] Clarke D. B., Carswell D. A., *"Green garnets from the Newlands kimberlite, Cape Province, South Africa*", Earth and Planetary Science Letters, 34, 1 (1977) 30-38.

[30] Kesson S.E., Ringwood A.E., *"Slab-mantle interactions*", The formation of diamonds: Chemical Geology,78 (1989) 97–118.

[31] Frankel J.J., *"Uvarovite garnet and South African jade (Hydrogrossular) from the Bushveld Complex, Transvaal*", Amer. Miner., 44 (1959) 565-591.

[32] Nixon P.H., Hornung G., *"A new chromium garnet end member, Knorringite from kimberlites*", American Mineraligist, 53 (1968) 1833-1840

[33] Dunn P.J. , *"On the composition of some Canadian Green garnets*", Canadian Miner, 16 (1978) 205-206.

[34] Klemme S., Van miltenburg J. C., Javorsky P., Wastin F., *"Thermodynamic properties of uvarovite garnet (Ca3Cr2Si3O12)*", American Mineralogist, 90, 663-666.

University, Tabriz, Iran (Unpublished), 81pp (2006).

[10] Barghi B., Zarrinkob M. H., *"mineralogy of green color garnet on the Tajghani chromite index in East of Birjand, Southern Korasan, Iran*", 15th crystallography and mineralogy of Iran, Mashad university, (2007) 445-448.

[11] Montaseri M., *"mineralogy, geochemistry and petrogensis of green garnet in Esfandaghe ophiolites (SE Kerman)*", Msc. Thesis, Shiraz University, Shiraz, Iran(Unpublished), 210pp (2011).

[12] BabaKhani A., Ghalamghash J., *"Geological Quadrangle Map*", Geological Survey of Iran (1992).

[13] Stocklin J., *"Structural history and tectonics of Iran, a review*", American Association of Petrolum Geologists Bulletin, 52 (1968) 1229-1258.

[14] Berberian M., King G.C.P., *"Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran*", Canadian Journal of Earth Sciences, 18 (1981) 210–265.

[15] Alavi Naini M., Amidi M., Tavousian Sh., Hajian J., Bolourchi M., Aghanabati A., Pelissier G., Takab quaderangle map (1:250000), Geological Survey of Iran (1976).

[16] Rashidnejad Omran N., Momenzade M., *"two ophiolitic suites index in Takab complex*", 5th Earth science symposium, geological survey of Iran (1987).

[17] Whitney D. L., Evans B. W., *"abbreviations for names of rock forming minerals*", American mineralogist, 95 (2010) 185-187.

[18] Droop G. T.R, *"Alpine metamorphism of pelitic schists in the south- east Tauern Window, Austria*", Schweizerische Mineralogische und Petrographische, 61 (1978) 237- 273.

[19] Locock A, J., *"an Excel spread sheet to recast analyses of garnet in to end member components and a synopsis of crystal chemistry of natural silicate garnets*", Computer and geosciences, 34 (2008) 1769- 1780.

[20] Pan Y., Fleet M.E., *"Cr-rich calc-silicates from the Hemlo area Ontario*", Canadian Mineralogist, 27 (1989) 565-577.

[21] Smirnov V. I., Ginzburg A. I., Grigoriev V. M., Yakoviev G.F., *"studies of mineral deposites",* Moscow, Miv (1983) 288pp.

[22] Winter J.D., *"Principles of igneous and metamorphic petrology, second edition, Edinburg gate*", Harlow, Harlow, Essex CM20 2JE, England

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.3.0]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.49]

Nuasahi and Sukinda massifs in the Singhbhum craton", India, Precambrian Res. 148 (2006) 45–66.

[46] Rollinson H., *"The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: inferred parental melt compositions*", Contrib. Mineral. Petrol. 156 (2008) 273–288.

[47] Mukherjee R., Mondal S.K., Rosing M.T., Frei R., *"Compositional variations in the Mesoarchean chromites of the Nuggihalli schist belt, Western Dharwar craton (India)*", potential parental melts and implications for tectonic setting, Contrib Mineral Petrol, 160 (2010) 865–885.

[48] Colakloglu A. R., *"Geology and geochemical characteristics of Gevaş listwaenites (Van-Turkey)*", Journal of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University, Yerbilimleri, 30 (1) (2009) 59–81.

[49] Kashkai M.A., Allakhverdiev S.H.I., *"Listvenites, their origin and classification*", Institute Geologim Akad. I. M. Gubkina; Izdat Akad Nauk Azerbaidzhanskoi SSR, Baku,142 p [in Russian] (1965).

[50] Capedri S., Rossi A., *"Conditions governing the formation of ophi-calcites and listwaenites*", Bulletin of Geological Society of Greece, X (1), (1973) 278-297.

[51] Buisson G., Leblanc M., *"Gold-bearing listwaenites (carbonatized ultramafic rocks) from ophiolite complexes, In: J.M. Gallagher, R.A. Ixer, C.R. Neary (eds.) Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks*", Instution of Mining and Metalurgy, London (1986) 121-132.

[52] Tsikouras B., Karapi S., Grammatikopoulos A.T., Hatzipanagiotou K., *"Listwaenite evolution in the ophiolite melange of Iti Mountain"*, European Journal Mineralogy, 18 (2006) 243-255.

[53] Lutkov V. S., Mogarovskii V. V., V. Ya. Lutkova, *"Petrogeochemistry and Genesis of Listwaenite Xenoliths in the Alkali Basalts of the Southern Tien Shan*, Geochemistry International, 45, 8 (2007) 733–743.

[54] Emam A., Zoheir B., *"Au and Cr mobilization through metasomatism, Microchemical evidence from ore-bearing listvenite, South Eastern Desert of Egypt*", Journal of Geochemical Exploration, GEXPLO-05102 (2012) 12pp.

[55] Abdel-Aal M., Abdel-Karim Shaimaa A., El Shafei, *"Mineralogy and chemical aspects of some ophiolitic metaultramafics, central Eastern Desert, Egypt: Evidences from chromites*", sulphides and gangues, open access Geological Journal; 53 (2017) 580–599.

[35] Chepurov A., Turkin A., Dereppe J.M., *"interaction of serpentine and chromite as apossible formation mechanism of subcalcic chromium garnet in the upper mantle, an experimental study*", Eur.J. Mineral, 28 (2016) 329-336

[36] Mange M.A., Morton A.C., *"Geochemistry of heavy minerals, In: Mange, M.A., Wright, D.T. (Eds.), Heavy Minerals in Use, Developments in Sedimentology*", 58, Elsevier, Amsterdam, (2007) 345–391.

[37] Suggate S.M., Hall R., *"Using detrital garnet compositions to determine provenance, a newcompositional database and procedure, In: Scott, R.A., Smyth, H.R., Morton, A.C., Richardson, N. (Eds.), Sediment Provenance Studies in Hydrocarbon Exploration and Production*", Geological Society of London, Special Publication, (2013) 386

[38] Grütter H.S., Gurney J.J., Menzies A.H., Winter F., *"An updated classification scheme for mantle-derived garnets, for use by diamond explorers*", Lithos 77(2004) 841–857.

[39] Irvine N.T., *"Chromian spinel as a petrogenetic indicator Part 2, Petrologic applications*", Canadian Journal of Earth Science 4 (1967) 71-103.

[40] Arai S., *"A review of my mantle petrology, message to young petrologists*", Journal of Mineralogical and Petrological Sciences 39(2010) 1-11 (in Japanese with English abstract).

[41] Arai S., Hirai H., Uto K., *"Mantle peridotite xenoliths from the Southwest Japan arc and a model for the sub-arc upper mantle structure and composition of the Western Pacific rim*", Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 95 (2000) 9-23.

[42] Taguchi T., Satish-Kumar M., Hokada T., Jayananda M., *"petrogenesis of Cr – rich cala-silicate rocks from the Bandihalli supracrustal belt, Archean Dharwar craton*", India, Canadian Mineralogist, 50 (2012) 705-718.

[43] Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S., *"Factors controlling chemistry of magmatic spinel, an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks*", J. Petrol. 42 (2001) 655–671

[44] Bidyananda M., Mitra S., *"Chromitites of komatiitic affinity from Archaean Nuggihalli greenstone belt of south India*", Mineral Petrol, 84 (2005) 169–187.

[45] Mondal S.K., Ripley E.M., Li C., Frei R., *"The genesis of Archean chromitites from the*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.3.0]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.49]

[56] Aftabi A., Zarrinkoub M H., *"Petrogeochemistry of listvenite association in metaophiolites of Sahlabad region, eastern Iran, Implications for possible epigenetic Cu–Au ore exploration in metaophiolites*", Lithos 156–159 (2013) 186–203.

[57] Burkhard D. I. M., *"Accessory chromium spinels: their coexistence and alteration in serpentinites*", Geochimica et Cosmochimica Acta, 57(6) (1993) 1297–1306.

[58] Halls C., Zhao R., *"Listvenite and related rocks: pespectives on terminology and mineralogy with reference to an occurrence at Cregganbaur*", Mayo Co., Republic of Ireland. Miner Depos 30 (1995) 303–313.

[59] Ferenc S., Uher P., Spišiak J., Šimonov V., *"Chromium- and nickel-rich micas and associated minerals in listvenite from the Muránska Zdychava, Slovakia: products of hydrothermal metasomatic transformation of ultrabasic rock*", Journal of Geosciences, 61 (2016) 239–254.

[60] Hansen L. D., Dipple G. M., Gordon T. M., Kellet D. A., *"Carbonated serpentinite (listwanite) at Atlin, British Columbia: a geological analogue to carbon dioxide sequestration*", Canad Mineral, 43 (2005) 225–239.

[61] Wan H.M., Yeh C.L., *"Uvarovite and grossular from the Fengtien Nephrite deposits*", Eastern Taiwan. Mineralogical Magazine, 48 (1984) 31−37.

[62] Kalamarides R.I., Berg J.H., *"Coexisting Cr-rich and Cr-poor garnet from a calc-silicate Gneiss*", Labrador, The Canadian Mineralogist 26 (1988) 335-342.

[63] Challis A., Grapes R., Palmer K., *"Chromian muscovite, uvarovite, and zincian chromite: products of regional metasomatism in Northwest Nelson*", New Zealand. The Canadian Mineralogist, 33(1995) 1263-1284.

[64] Kerr P.F., *"Optical mineralogy*", McGra-Hill book company, 492P (1977).

[65] Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumpfl E.F., *"Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite*", Journal of Petrology 38(1997) 1419–1458.

[66] Emerson E. A., *"analysis of oxidation in garnets, bachelor thesis*", department of geology and geography of mount Holyoke college (2008) 130p.

[67] Saidi M., Falahati S., Noghreyan M., Khalili M., Ghahraipour M., *"Mineralogy, geochemistry and genesis of carbonate – silica serpentines (listwaenite) in north of Nain ophiolite (west of central Iran)*", 17, 3 (2009) 405-417.

[68] Belogub E. V., Melekestseva I., Novoselov K. A., Zabotina M. V., Tretyakov G. A., Zaykov V. V., Yuminov A.M., *"Listvenite-related gold deposits of the South Urals (Russia)*", A review, Ore Geology Reviews, 85 (2017) 247-270.

[69] Turekian K. K., Wedepohl K. W., *"Distribution of the elements in some major units of the earths crust*", Geological Society of America Bulletin, 72 (1961) 175- 192.